

## Научные статьи

УДК 550.4.02 + 551.263.038

### А-ГРАНИТЫ ГРОДЕКОВСКОГО БАТОЛИТА: ВОЗРАСТ, СОСТАВ, ИНДИКАТОРНАЯ РОЛЬ В РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ

© 2016 Н.Н. Крук<sup>1</sup>, С.Н. Руднев<sup>1</sup>, В.В. Голозубов<sup>2</sup>, С.А. Касаткин<sup>2</sup>, Е.А. Крук<sup>1</sup>

<sup>1</sup>ФГБУН Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения РАН,  
Новосибирск, 630090; e-mail: kruk@igm.nsc.ru

<sup>2</sup>ФГБУН Дальневосточный геологический институт Дальневосточного отделения РАН,  
Владивосток, 690022; e-mail: golozubov@fegi.ru

В работе приводятся данные о составе и возрасте гранитоидов одного из массивов Гродековского батолита (Южное Приморье). Показано, что в составе батолита присутствуют гранитоиды повышенной щелочности, обогащенные высоkozарядными и редкоземельными элементами, соответствующие породам А-типа. Возраст гранитоидов, определенный U-Pb методом по цирконам, составляет  $452 \pm 3.5$  млн лет. Анализ пространственно-временного распределения раннепалеозойских гранитоидов показывает, что кембро-ордовикский магматизм региона маркирует амальгамацию террейнов Бурей-Ханкайского орогенного пояса. Продолжительность коллизионных процессов, сопровождавших это событие, составляла не менее 50 млн лет.

*Ключевые слова:* А-граниты, геохимия, U-Pb возраст, аккреционно-коллизионные процессы, Южное Приморье.

#### ВВЕДЕНИЕ

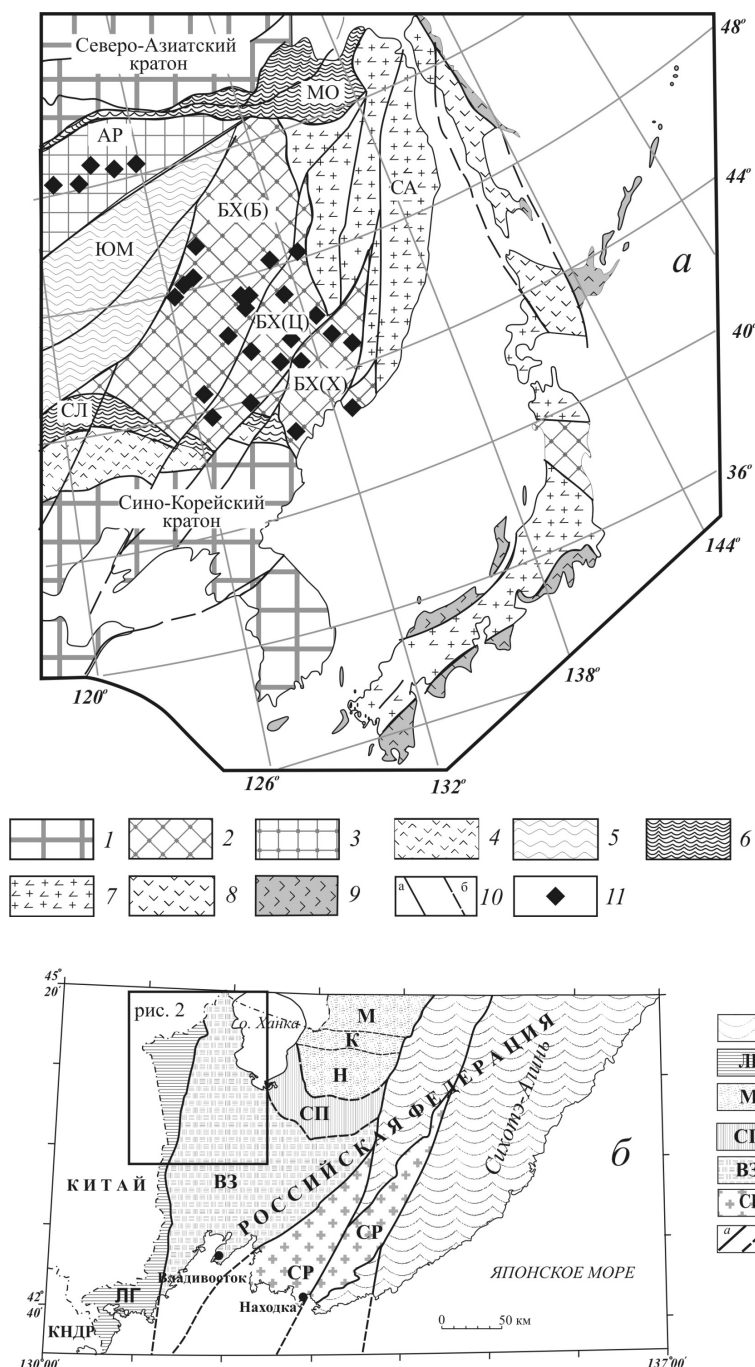
Гранитоиды А-типа (anorogenic, alkaline, anhydrous по (Loiselle, Wones, 1979)) представляют собой специфические кремнекислые породы, имеющие высокую железистость, обогащенные щелочами, редкоземельными и высоkozарядными элементами. Традиционно их формирование связывается с обстановками континентальных рифтов, «горячих точек» и крупных изверженных провинций (Добрецов, 2003; Bonin, 2007; Eby, 1990; Ernst, 2014). Аналогичные по геологической позиции, составу и, вероятно, механизму происхождения гранитоиды описаны в коллизионных орогенах, где они отвечают заключительной (тафрогенной) стадии коллизионных процессов (Донская и др., 2005).

Индикаторная роль А-гранитов в коллизионных сооружениях состоит в том, что они маркируют завершающие стадии коллизионного процесса (развал орогена, соответствующий

смене тектонического режима сжатия на обстановку растяжения). Как следствие диагностика этих образований, в совокупности с данными по другим магматическим и метаморфическим комплексам коллизионной природы, позволяет достаточно четко определить временные рамки коллизионных событий и оценить их длительность.

В данной работе приводятся данные геохимических и геохронологических исследований А-гранитов Гродековского батолита, находящегося в Южном Приморье, западнее оз. Ханка. Эти данные позволяют получить новую информацию о динамике аккреционно-коллизионных процессов, сопровождавших формирование Бурей-Ханкайского орогенного пояса (Амурского супертеррейна по (Парфенов и др., 2003)).

Бурей-Ханкайский орогенный пояс представляет собой коллаж континентальных блоков, более древних по отношению к окружающим его складчатым сооружениям (Геодинамика ..., 2006; Парфенов и др., 2003). Он состоит из трех



**Рис. 1.** Фрагмент геологической схемы (а) восточной окраины Евразии (по (Парфенов и др., 2003)) и террейновая схема (б) южной части Ханкайского террейна и его обрамления (российская территория): 1 — кратоны и их фрагменты; 2-9 —орогенные пояса и их фрагменты: 2 — позднерифейские, 3 — позднерифей-раннепалеозойские, 4 — среднепалеозойские, 5 — позднепалеозойские, 6 — позднепалеозойско-раннемезозойские, 7 — раннемезозойские, 8 — позднемезозойские, 9 — кайнозойские; 10 — основные разломы: а — прослеженные, б — предполагаемые; 11 — проявления позднекембрийских — раннеордовикских гранитоидов (по данным (Геодинамика ..., 2006; Сорокин и др., 2011; Ge et al., 2007; Wilde et al., 2003; Wu et al., 2011; Yang et al., 2012)); 12 — террейны мезозойского Сихотэ-Алинского орогенного пояса, нерасчлененные; 13 — Лаоэлин-Гродековский терреин позднепалеозойского-раннемезозойского Солонкерского орогенного пояса; 14-16 — субтеррейны Ханкайского террейна: 14 — метаморфические (М — Матвеевский, К — кабаргинский, Н — Нахимовский), 15 — аккреционных призм (СП-Спасский), 16 — пассивных континентальных окраин (ВЗ — Вознесенский); 17 — Сергеевский терреин (фрагмент раннепалеозойской активной окраины, тектонически совмещенный с мезозойскими структурами Сихотэ-Алиня); 18 — главные разломы (а — прослеженные, б — предполагаемые). Континентальные массивы (террейны): АР — Аргунский, БХ — Бурей-Ханкайский супертерреин в составе: БХ(Б) — Бурейского, БХ(Ц) — Цзямусинского и БХ(Х) — Ханкайского терреинов. Орогенные пояса: МО — Монголо-Охотский, СЛ — Солонкерский, ЮМ — Южно-Монгольский, СА — Сихотэ-Алинский.

основных частей: Буреинского, Цзямусинского и Ханкайского блоков (рис. 1а). Собственно Ханкайский блок также имеет гетерогенное строение: в его составе выделяются Матвеевский, Нахимовский и Кабаргинский метаморфические террейны, Спасский (фрагмент раннепалеозойской аккреционной призмы) и Вознесенский (фрагмент пассивной окраины раннепалеозойского возраста) террейны (рис. 1б). Процессы коллизии перечисленных выше континентальных блоков с формированием единой структуры сопровождались метаморфизмом (до гранулитовой фации) и интенсивным гранитоидным магматизмом, крупнейшим проявлением которого является Гродековский батолит.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Геологическая позиция и вещественный состав гранитоидов.** Гродековский батолит представляет собой удлиненное в субмеридиональном направлении интрузивное тело площадью более 2500 км<sup>2</sup>, прорывающее в крайней северо-западной части метатерригенные толщи условно венд-кембрийского возраста, относимые к фундаменту Вознесенского террейна, а в западной и юго-западной — средне-позднепалеозойские терригенно-карбонатные отложения чехла Ханкайского массива (рис. 2). Северная, южная, восточная и восточная границы интрузива перекрыты мезокайнозойскими отложениями; изолированные поля этих пород (зачастую довольно крупные) присутствуют и в центральной части батолита.

Широкое распространение мезо-кайнозойских толщ и развитие по гранитоидам мощной коры выветривания обусловили плохую обнаженность: на большей части массива гранитоиды доступны для изучения только в горных выработках и контакты между отдельными разновидностями гранитоидов удается установить лишь в редких случаях.

Традиционно (Государственная ..., 2006; Левашев, 1991) в составе Гродековского батолита выделялись пород трех гранитоидных комплексов: гродековского ( $S_1$ ), рязановского ( $P_2$ ) и гвоздевского ( $J_1$ ). Результаты первых U-Pb исследований гранитоидов (Ханчук и др., 2010б) показали, что северная часть батолита сложена исключительно пермскими (265–240 млн лет) гранитоидами, в то время как в южной части присутствуют породы ордовикского возраста (рис. 2). Тем не менее, отдельные массивы раннепалеозойских пород присутствуют и в северной части батолита. Так авторами настоящей работы было изучено тело гранитоидов в 4 км к западу от д. Владимиро-Петровское (44°39'13"с.ш., 132°02'29" в.д.). Гранитоиды, перекрытые кай-

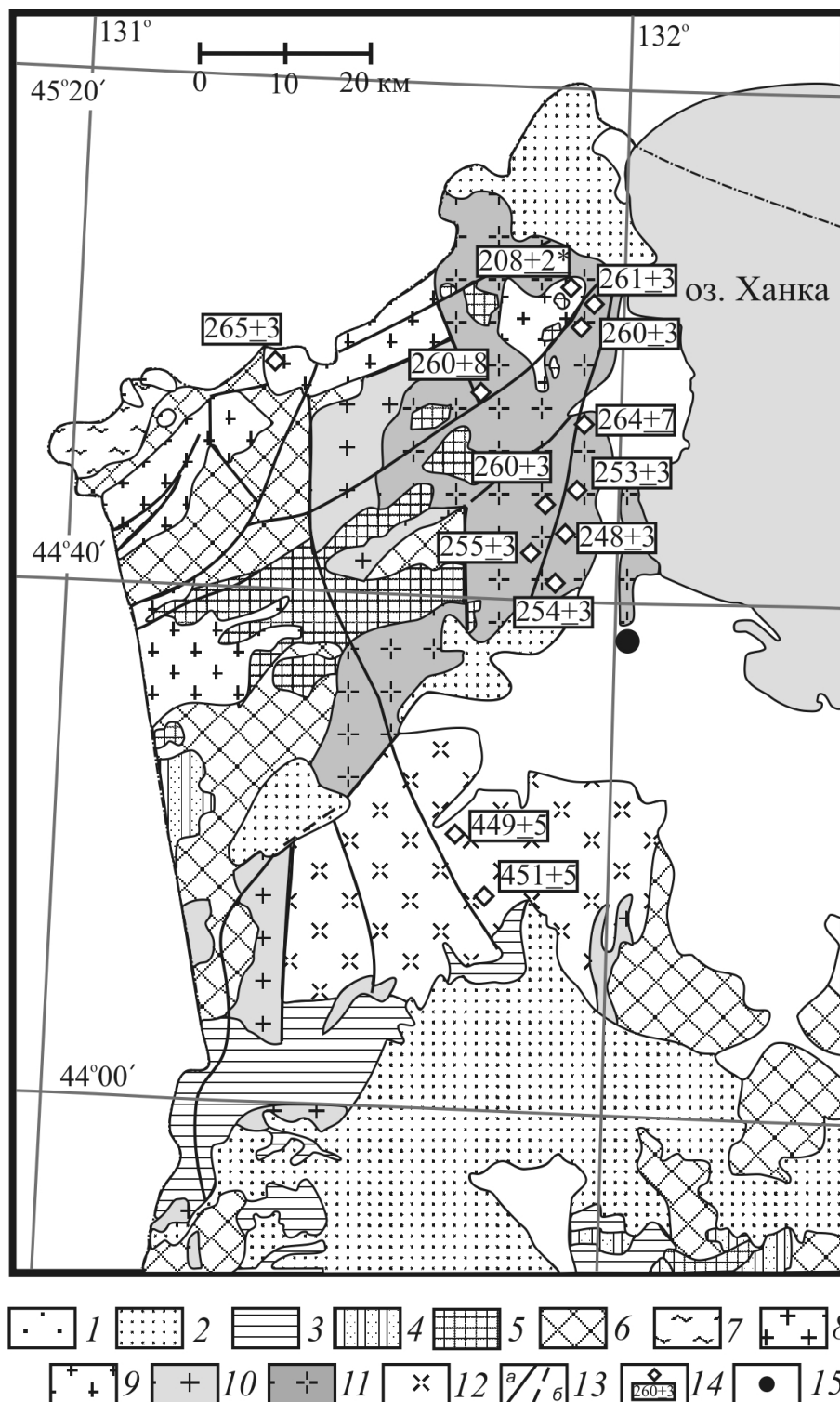
нозойскими рыхлыми отложениями, вскрыты здесь строительным карьером размером около 500 × 600 м. В карьере обнажены среднезернистые, равномернозернистые (в отдельных участках — слабо порфировидные) кварцевые сиениты и граносиениты, состоящие из пертитового калиевого полевого шпата, кварца, позднего альбита, буро-коричневого амфибола (ферроэденит с  $f = 99–100\%$ ) и редких зерен биотита (титанистый лепидомелан,  $f = 96–100\%$ ). Среди акцессорных минералов обнаружены ильменит, сфен, циркон и монацит, крайне редко встречаются мелкие зерна апатита.

Гранитоиды главной фазы прорваны дайками (мощностью до 1 м) мелкозернистых граносиенитов, не отличающихся по минеральному составу от вмещающих пород.

По петрохимическому составу гранитоиды отвечают породам умеренно-щелочной серии (рис. 3а), обладая повышенными (до 7 мас.%) содержаниями калия (точки составов пород на диаграмме  $SiO_2-K_2O$  попадают в поле ультракалиевых разностей (рис. 3б)), высокой (>98%) железистостью (рис. 3в), низкими концентрациями кальция, магния, титана и фосфора (табл. 1). В отличие от «классических» гранитоидов А-типа рассматриваемые породы имеют повышенные содержания глинозема (табл. 1, до 16.4 масс.%  $Al_2O_3$ ), вследствие чего значения коэффициента агапитности не превышают единицы (рис. 3г). Эта особенность состава полностью соответствует минералогическим характеристикам пород (наличие кальциевого, а не щелочного амфибола).

Редкоэлементный состав гранитоидов характеризуется резко повышенными в сравнении с кларком концентрациями Ga, высокозарядных элементов (Zr — 750–1800 ppm, Hf — 18–43 ppm, Y — 48–107 ppm) и PЗЭ ( $\Sigma$  250–730 ppm), низкими концентрациями «транзитных» (Co, Sc) элементов и Sr. На классификационных диаграммах (Whalen et al., 1987) точки составов гранитоидов лежат в поле пород А-типа (рис. 3д), а на дискриминационных диаграммах (Pearce et al., 1984) — попадают в поле внутриплитных гранитоидов (рис. 3е).

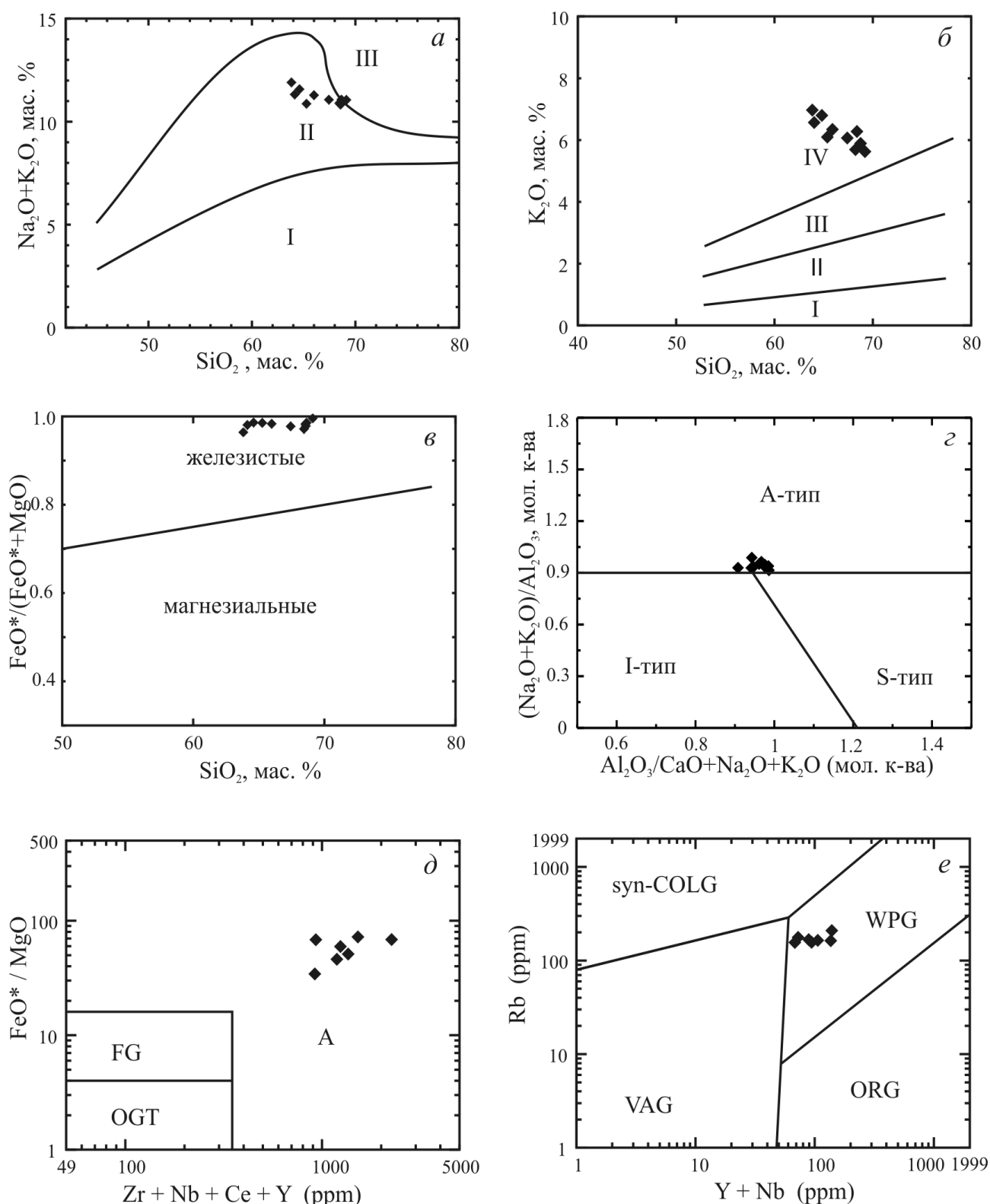
Спектры распределения PЗЭ типичны для А-гранитов: асимметричные с  $(La/Yb)_N = 6.6–11.8$  и глубоким европиевым минимумом (рис. 4а). На мультиэлементных диаграммах (рис. 4б) фиксируются глубокие минимумы по Sr, Ba и Ti, а также избирательное обеднение Ta и Nb, указывающее на принадлежность гранитоидов к  $A_2$ -типу по (Eby, 1990). В целом с повышением концентраций несовместимых элементов (HFSE, PЗЭ) в породах наблюдается синхронное повышение содержаний Rb, Sr и Ba, увеличение  $(La/Yb)_N$  отношения и углубление европиевого



**Рис. 2.** Геологическая схема Гродековского батолита (по (Государственная ..., 2006; Ханчук и др., 2010б) с авторскими изменениями): 1 — четвертичные отложения; 2-6 — стратифицированные толщи: 2 — палеоген-неогеновые, 3 — меловые, 4 — юрские, 5 — триасовые; 6 — средне-позднепалеозойские; 7 — метаморфические толщи рифея — раннего палеозоя; 8-12 — гранитоиды Гродековского батолита: 8 — мелкозернистые биотитовые граниты, 9 — среднезернистые биотитовые гранит-лейкограниты, 10 — среднезернистые биотитовые гранодиориты и граниты, 11 — средне-крупнозернистые биотит-амфиболовые гранодиориты и граниты; 12 — среднезернистые амфибол-биотитовые и биотитовые кварцевые сиениты, граносиениты и граниты; 13 — главные разломы (а — прослеженные, б — предполагаемые), 14 — точки отбора проб для U-Pb датирования и радиологические возрасты (по (Ханчук и др., 2010б)); 15 — местоположение изученного гранитоидного массива и точка отбора пробы 12-08/2, по которой определен возраст гранитоидов. Штрихпунктирной линией показана граница между РФ и КНР. На рисунке область распространения геологических толщ ограничена государственной границей РФ.



# А-ГРАНИТЫ ГРОДЕКОВСКОГО БАТОЛИТА

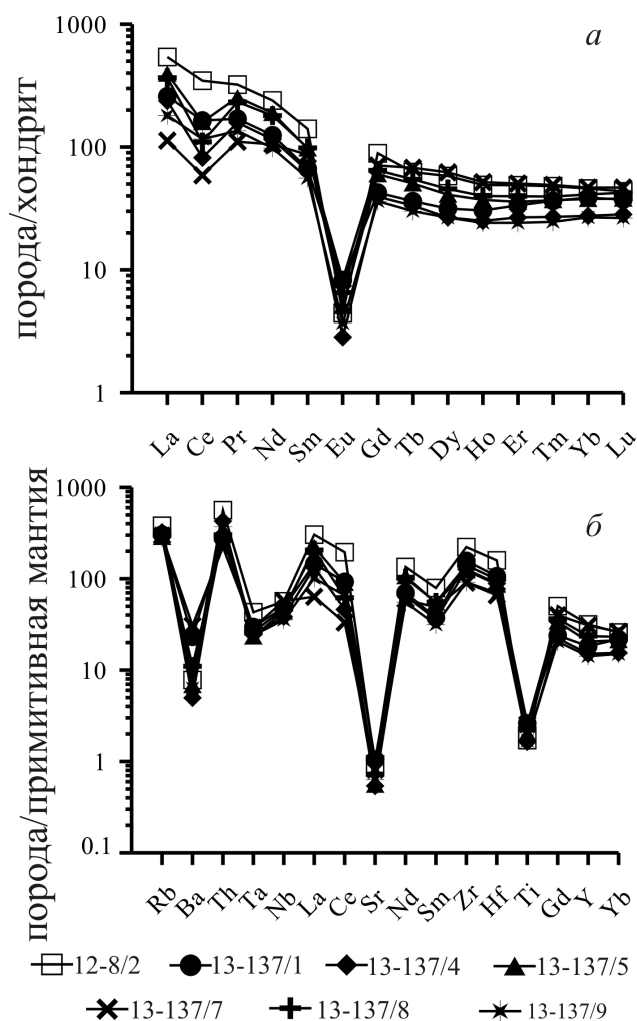


**Рис. 3.** Геохимические диаграммы для А-гранитов Гродековского батолита: *а* — TAS-диаграмма (Le Maitre, 1989): поля составов пород I — нормальной щелочности, II — умеренно щелочных, III — щелочных (границы полей указаны в соответствии с (Le Maitre, 1989)); *б* — диаграмма « $\text{SiO}_2$ - $\text{K}_2\text{O}$ »: поля составов пород I — низкокалиевых, II — умеренно калиевых, III — высококалиевых, IV — ультракалиевых, границы полей — по (Rickwood, 1989); *в* — диаграмма « $\text{SiO}_2$ - $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^*+\text{MgO})$ » (Frost et al., 2001); *г* — диаграмма « $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ -( $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ » (молекулярные количества (Maniar, Piccoli, 1989)); *д* — диаграмма « $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$  —  $\text{FeO}^*/\text{MgO}$ » (Whalen et al., 1987), поля OGT — нефракционированные гранитоиды M, I и S-типов, FG — фракционированные гранитоиды, A — гранитоиды А-типа; *е* — диаграмма « $\text{Y}+\text{Nb}$ - $\text{Rb}$ » (Pearce et al., 1984), поля составов ORG — граниты океанических хребтов, VAG — граниты вулканических дуг, syn-COLG — синколлизийные граниты, WPG — внутриплитные граниты.

Таблица 1. Представительные анализы гранитоидов А-типа северной части Гродековского батолита.

Обр.	13-137/8	13-137/1	13-137/7	13-137/5	13-137/3	13-137/9	13-137/6	13-137/4	12-8/2
SiO <sub>2</sub>	64.13	64.60	65.26	65.99	67.43	68.45	68.56	68.60	68.64
TiO <sub>2</sub>	0.36	0.42	0.41	0.32	0.28	0.27	0.26	0.26	0.27
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16.10	16.44	15.54	16.05	15.56	15.51	15.29	15.65	15.31
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> *	4.95	4.82	5.93	4.44	3.75	3.77	3.55	3.59	3.43
MnO	0.07	0.08	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
MgO	0.09	0.06	0.08	0.07	0.08	0.10	0.06	0.07	0.05
CaO	1.19	1.18	1.47	1.07	0.76	0.79	0.65	0.66	0.61
Na <sub>2</sub> O	4.75	4.82	4.72	4.94	4.99	4.65	4.86	5.00	5.55
K <sub>2</sub> O	6.57	6.76	6.15	6.35	6.07	6.24	5.96	5.97	5.53
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.03
п.п.п.	0.40	0.49	0.33	0.43	0.51	0.23	0.42	0.42	0.36
Сумма	98.62	99.69	99.97	99.72	99.51	100.07	99.68	100.27	99.82
Sc	2.7	3.3	3.6	2.2	—	1.6	—	1.8	3.2
Co	0.9	1.3	1.2	1.0	—	0.9	—	1.0	1.0
Ga	28.5	28.4	30.8	29.6	—	29.8	—	29.6	—
Rb	164	167	163	157	—	156	—	177	209
Sr	13	19	14	10	—	11	—	10	17
Y	80	62	104	70	—	48	—	51	107
Zr	1165	1303	748	1019	—	758	—	1053	1842
Nb	26.1	27.0	32.0	24.6	—	19.8	—	21.5	31.7
Cs	3.8	1.4	2.9	2.4	—	2.6	—	4.6	4.3
Ba	56	118	157	35	—	32	—	25	40
La	113.44	80.07	34.89	122.32	—	55.92	—	73.64	167.38
Ce	88.69	132.61	47.50	128.73	—	93.76	—	66.10	280.12
Pr	28.37	20.67	13.46	30.98	—	16.50	—	19.27	39.26
Nd	108.05	74.84	63.11	113.37	—	58.65	—	69.07	143.59
Sm	19.18	13.01	16.83	18.95	—	10.87	—	12.46	27.40
Eu	0.48	0.61	0.61	0.37	—	0.27	—	0.21	0.33
Gd	16.71	11.01	18.32	15.50	—	9.37	—	10.21	23.00
Tb	2.59	1.71	3.21	2.39	—	1.42	—	1.58	2.96
Dy	14.67	10.14	20.02	13.17	—	8.57	—	8.59	18.70
Ho	2.87	2.19	3.72	2.67	—	1.74	—	1.80	3.53
Er	8.33	7.02	10.59	7.51	—	5.07	—	5.61	10.25
Tm	1.28	1.18	1.59	1.19	—	0.80	—	0.87	1.55
Yb	8.58	8.09	9.77	7.88	—	5.58	—	5.75	9.60
Lu	1.36	1.20	1.51	1.22	—	0.85	—	0.91	1.40
Hf	26.5	28.8	17.7	23.4	—	18.9	—	23.9	42.9
Ta	1.0	1.2	1.2	0.9	—	1.0	—	1.0	1.7
Th	19.4	17.8	14.2	20.1	—	23.6	—	27.3	36.0
U	7.7	8.7	5.9	7.3	—	4.6	—	7.0	10.6

Примечание. Анализы выполнены в Аналитическом центре ИГМ СО РАН (г. Новосибирск). Содержания петрогенных компонентов определены методом РФА на приборе ALR-9900-XP (Thermo Electron Corporation) по стандартной методике (аналитики: Н.Г. Карманова, Н.А. Глухова, А.Н. Таряник). Концентрации редких и редкоземельных элементов проанализированы методом ICP-MS Finigan Element по методике (Николаева и др., 2008) (аналитики: И.В. Николаева, С.В. Палесский). Содержания петрогенных компонентов приведены в масс.%, редких и редкоземельных элементов — в ppm. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\* — суммарное железо в форме Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, п.п.п. — потери при прокаливании. Прочерк — не анализировалось.



**Рис. 4.** Спектры распределения РЗЭ (а) и мультиэлементные диаграммы (б) для А-гранитов Гродековского батолита. Номера проб соответствуют таблице 1. Спектры распределения РЗЭ нормированы по составу хондрита (Boynnton, 1984); мультиэлементные диаграммы — по составу примитивной мантии (Taylor, McLennan, 1985).

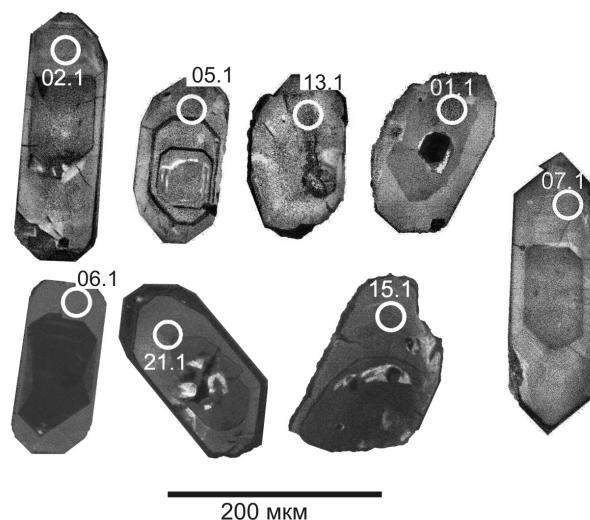
минимума, а также повышение степени избирательного обеднения Nb и Ta (табл. 1). При этом значительные вариации редкоэлементных характеристик гранитоидов не сопровождаются значимым изменением их петрохимического состава: сумма щелочей в породах закономерно варьирует от 10.8 до 11.5 мас. %, значения коэффициента апаитности составляют в большинстве проб 0.93–0.95, поднимаясь лишь в наиболее обогащенных разностях до 0.98.

**Возраст гранитоидов.** Для определения возраста гранитоидов из крупнозернистых граносиенитов главной фазы была отобрана проба 12-08/2. Выделение цирконов было проведено С.Н. Рудневым в Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) с использованием тяжелых жидкостей. Акцессорный циркон, выделенный из пробы, представлен призматическими идиоморфными

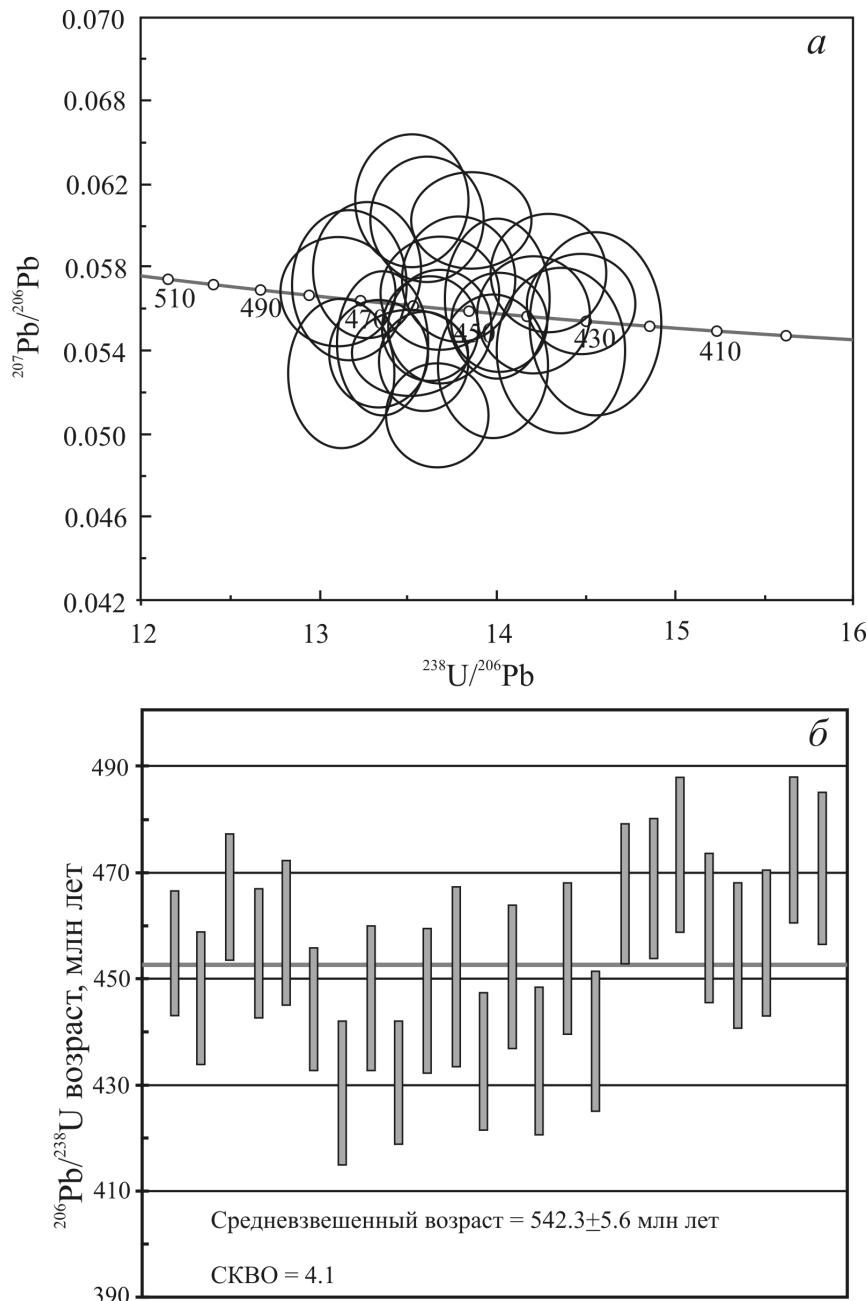
и субидиоморфными прозрачными и полупрозрачными трещиноватыми кристаллами размером 50–250 мкм (коэффициент удлинения = 2.0–4.0). Кристаллы огранены призмой {100}, {110} и дипирамидой {101}, {111}. Поверхности граней, главным образом, ровные и блестящие. Циркон имеет преимущественно светло-желтую окраску, реже встречаются бесцветные кристаллы. Для кристаллов циркона характерно присутствие грубой магматической зональности и большого количества твердофазных минеральных включений (рис. 5). Во внутренних частях многих зерен отмечается присутствие полупрозрачных и непрозрачных трещиноватых ядер ксеногенного циркона, имеющих неправильную форму с овальными ребрами и гранями. Во внешних зонах таких зерен часто наблюдаются тонкие белые каймы, а внутренние зоны, как правило, имеют темную окраску, без признаков какой-либо зональности; в отдельных случаях наблюдается конвolutная зональность.

U-Pb изотопные исследования цирконов выполнены Т. Цуцуми методом La-ICM-ms в Национальном музее природы и науки исследовательского центра Цукуба (Япония) с использованием комплекса, включающего квадрупольный масс-спектрометр Agilent 7700x (Agilent Technologies) с приставкой для лазерной абляции NWR213 (Electro Scientific Industries) по методике, описанной в (Tsutsumi et al., 2014). Построение конкордий и расчет средневзвешенного возраста выполнены с использованием программы ISOPLOT/Ex (Ludwig, 1999).

Всего было выполнено 24 определения; аналитические точки располагались как в краевых (преимущественно), так и в центральных частях кристаллов магматического генезиса. Значения Th/U отношений в цирконах варьируют в диапазоне от 0.26 до 0.46, что подтверждает



**Рис. 5.** Католюменесцентные изображения цирконов из граносиенитов (проба 12-8/2).



**Рис. 6.** U-Pb диаграмма с конкордией (а) и средневзвешенная оценка  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраста (б) для цирконов из граносиенитов северной части Гродековского батолита.

их магматическое происхождение. Результаты исследований приведены в табл. 2 и на рис. 6. Анализ приведенных данных показывает, что значительная часть полученных определений в той или иной мере дискордантна (рис. 6а). Средневзвешенное значение  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраста, рассчитанное по всей проанализированной выборке цирконов составило  $452.3 \pm 5.6$  млн лет, среднеквадратичное отклонение (СКВО) = 4.1. После исключения из выборки аналитических точек,  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  возраст которых (с учетом ошибки) не перекрывается со средним значением возраста (рис. 6б) по тринадцати точкам (выделены жирным курсивом в табл. 2) получена статистически неотличимая от предыдущей

оценка средневзвешенного  $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$  возраста  $452 \pm 4$  млн лет с гораздо меньшим СКВО (0.73). Учитывая магматическую природу исследованных цирконов, полученное значение изотопного возраста можно рассматривать в качестве оценки времени кристаллизации граносиенитов. Отметим особо, что полученные нами определения возраста полностью совпадают с оценками, опубликованными в работе (Ханчук и др., 2010б) ( $449 \pm 2$  и  $451 \pm 2$  млн лет, рис. 2). Это ставит вопрос об уточнении масштабов проявления А-гранитов как в собственно Гродековском батолите, так и в сопредельных районах. Решение этого вопроса требует дополнительных исследований.



**Таблица 2.** Результаты LA-ICP-MS U-Pb датирования цирконов из пробы 12-8/2 граносиенитов северной части Гродековского массива.

№ точки	содержания				изотопные отношения			возраст (млн лет)	
	$^{206}\text{Pb}_c$ %	U, ppm	Th, ppm	Th/U	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	Rh	$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ (1)	$^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ (2)
08/2_01.1	0.00	632	186	0.30	13.67±19	0.0508±17	0.4109	455.1±6.0	455.1±6.0
08/2_02.1	0.29	621	167	0.28	13.98±20	0.0533±23	0.3407	445.3±6.3	446.6±6.3
08/2_03.1	0.08	514	140	0.28	13.36±18	0.0543±23	0.3185	465.4±6.0	465.7±6.0
08/2_04.1	0.00	1063	277	0.27	13.68±19	0.0544±12	0.6156	454.9±6.1	454.9±6.1
08/2_05.1	0.13	558	162	0.30	13.57±21	0.0543±21	0.3993	458.3±6.9	458.9±6.8
08/2_06.1	0.27	847	379	0.46	14.00±19	0.0565±25	0.3014	444.7±5.8	444.4±5.8
08/2_07.1	0.61	604	179	0.30	14.55±24	0.0553±29	0.3161	428.4±6.9	428.4±6.9
08/2_08.1	0.00	782	249	0.33	13.87±22	0.0603±16	0.6110	448.7±6.8	446.4±6.9
08/2_09.1	0.00	577	179	0.32	14.47±20	0.0562±16	0.4842	430.9±5.8	430.5±5.9
08/2_10.1	0.00	804	309	0.39	14.02±19	0.0554±16	0.4938	444.3±5.9	444.3±5.9
08/2_11.1	0.00	626	165	0.27	13.68±20	0.0550±18	0.4415	454.7±6.5	454.7±6.5
08/2_12.1	0.00	507	160	0.32	14.30±22	0.0578±18	0.4855	435.8±6.5	434.7±6.5
08/2_13.1	0.00	605	185	0.31	13.79±21	0.0574±19	0.4595	451.3±6.7	450.5±6.8
08/2_14.1	0.24	576	151	0.27	14.36±24	0.0540±27	0.3360	433.9±6.9	434.7±6.9
08/2_15.1	0.00	621	272	0.45	13.69±22	0.0567±18	0.5104	454.4±7.0	454.0±7.1
08/2_16.1	0.00	591	174	0.30	14.21±22	0.0558±18	0.4768	438.5±6.7	438.4±6.7
08/2_17.1	0.00	611	162	0.27	13.34±19	0.0539±17	0.4572	465.8±6.5	465.8±6.5
08/2_18.1	0.11	835	247	0.30	13.26±20	0.0578±22	0.4012	468.6±6.9	467.8±6.9
08/2_19.1	0.00	555	155	0.29	13.10±21	0.0568±18	0.5132	474.1±7.3	473.9±7.3
08/2_20.1	0.00	648	179	0.28	13.52±22	0.0539±14	0.6231	460.1±7.1	460.1±7.1
08/2_21.1	0.00	555	143	0.26	13.61±21	0.0603±20	0.4698	457.0±6.8	454.7±6.9
08/2_22.1	0.00	642	177	0.28	13.52±20	0.0613±21	0.4443	460.0±6.7	457.3±6.7
08/2_23.1	0.29	614	175	0.29	13.12±20	0.0529±24	0.3333	473.6±6.9	475.0±6.9
08/2_24.1	0.01	504	130	0.26	13.18±21	0.0572±24	0.3770	471.6±7.2	471.2±7.2

Примечание. Ошибки определения изотопных отношений и расчетных возрастов приведены на уровне 1σ; Pb<sub>c</sub> и Pb\* — обыкновенный и радиогенный свинец соответственно. (1) Коррекция на обыкновенный свинец проведена для конкордантных возрастов  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$ . (2) Коррекция на обыкновенный свинец проведена для конкордантных возрастов  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}-^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ .

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

Результаты проведенных исследований показывают, что на рубеже около 450 млн лет в пределах Гродековского батолита (наиболее крупного интрузива Ханкайского блока) проявлен гранитоидный магматизм А-типа. Анализ имеющихся данных по региону свидетельствует о том, что формирование А-гранитов завершает крупный цикл тектоно-термальных событий. Началом этого цикла являются проявления метаморфизма гранулитовой фации с возрастом 507-498 млн лет в Матвеевском и Нахимовском террейнах Ханкайского блока, а также в Цзямусинском блоке (Ханчук и др., 2010а; Wilde et al., 2000). Затем, на рубеже 500-490 млн лет практически на всей территории Бурей-Ханкайского орогенного пояса проявились гранитоиды I и S-типов с «коллизийными» геохимическими характеристиками ((Геодинамика ..., 2006; Ge et al., 2007; Wilde et al., 2003) и неопубликован-

ные данные авторов настоящей статьи) (рис. 1). Гранитоиды А-типа, фиксирующие завершающую стадию коллизии, наряду с Вознесенским террейном Ханкайского блока известны в Бурейном блоке (Сорокин и др., 2011), на сопредельной (КНР) территории Ханкайского массива (Yang et al., 2012) и в пределах террейна Цзямусы (Wu et al., 2011).

Таким образом, крупномасштабные кембро-ордовикские эндогенные (магматические и метаморфические) события действительно маркировали окончательное формирование Бурей-Ханкайского пояса. Однако, эти аккреционно-коллизийные процессы не ограничивались поздним кембрием: они протекали в течение длительного времени (около 50 млн лет) и завершились только к середине позднего ордовика.

Авторы благодарят Т. Цуцуми и проф. К. Йокояму (Национальный музей природы и науки исследовательского центра Цукуба, Япония) за помощь в выполнении

геохронологических исследований, к.г.-м.н. В.П. Нечаева (ДВГ ДВО РАН) — за помощь в проведении экспедиционных работ.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-00660).

#### Список литературы

- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации 1: 1 000 000 (третье поколение). Дальневосточная серия. Лист L-52 (Пограничный), L-53 (Ханка), K-53 (Находка) / Под ред. С.В. Коваленко. СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2006.
- Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1243–1261.
- Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Ковач В.П., Мазукабзов А.М. Петрогенезис раннепротерозойских постколлизийных гранитоидов юга Сибирского кратона // Петрология. 2005. Т. 13. № 3. С. 253–279.
- Левашев Г.Б. Геохимия парагенных магматитов активных зон континентальных окраин (Сихотэ-Алинь). Владивосток: изд-во ДВО АН СССР, 1991. 379 с.
- Николаева И.В., Палесский С.В., Козьменко О.А., Аношин Г.Н. Определение редкоземельных и высокотоксичных элементов в стандартных геологических образцах методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИПС-МС) // Геохимия. 2008. № 10. С. 1085–1091.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41.
- Сорокин А.А., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Раннепалеозойские гранитоиды Малохинганского террейна Центрально-Азиатского складчатого пояса: возраст, геохимические особенности, геодинамическая интерпретация // Петрология. 2011. Т. 19. № 6. С. 632–648.
- Ханчук А.И., Вовна Г.М., Киселев В.И. и др. Первые результаты U-Pb геохронологических исследований пород гранулитового комплекса Ханкайского массива Приморья (метод La-ICP-ms) // ДАН. 2010а. Т. 434. № 2. С. 212–215.
- Ханчук А.И., Сахно В.Г., Аленичева А.А. Первые U-Pb-SHRIMP-датирования по цирконам магматических комплексов Юго-Западного Приморья // ДАН. 2010б. Т. 431. № 4. С. 516–520.
- Bonin B. A-type granites and related rocks: evolution of a concept, problems and prospects // Lithos. 2007. V. 97. P. 1–29.
- Boynnton W.V. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies // Rare earth element geochemistry. Amsterdam et al.: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Eby G.N. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis // Lithos. 1990. V. 26. P. 115–134.
- Ernst R.E. Large Igneous Provinces. Cambridge University press. 2014. 653 p.
- Frost B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J. et al. A geochemical classification for granitic rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
- Ge W.C., Sui Z.M., Wu F.Y. Zircon U-Pb ages, Hf isotopic characteristics and their implications of the Early Paleozoic granites in the northwestern Da Hinggan Mountains, northeastern China // Acta Petrologica Sinica. 2007. V. 23. P. 423–440.
- Le Maitre R.W. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- Loiselle M.C., Wones D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites // Geological Society of America Abstracts with Programs. 1979. V. 11. № 7. P. 468.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex — A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05 // Berkeley Geochronology Center Special Publication, 1999. № 1a. 49 p.
- Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. V. 101. № 5. P. 635–643.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956–983.
- Rickwood P.C. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements // Lithos. 1989. V. 22. P. 247–263.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: Its evolution and composition. London: Blackwell, 1985. 312 p.
- Tsutsumi Y., Yokoyama K., Kasatkin S.A., Golozubov V.V. Zircon U-Pb age of granitoids in the Maizuru Belt, southwest Japan and Voznesenka Belt, Far East Russia // Journal of Mineralogical and Petrological Sciences. 2014. V. 109. № 2. P. 97–102.
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappell B.W. A-type granites: geochemical characteristics,

- discrimination and petrogenesis // *Contrib. Miner. Petrol.* 1987. V. 95. № 4. P. 407–419.
- Wilde S.A., Wu F.Y., Zhang X.Z. Late Pan-African magmatism in northeastern China: SHRIMP U-Pb zircon evidence for igneous ages from the Mashan Complex // *Precambrian Research*. 2003. V. 122. № 2. P. 311–327.
- Wilde S.A., Zhang X.Z., Wu F.Y. et al. Extension of a newly-identified 500 Ma metamorphic terrain in northeast China: further U–Pb SHRIMP dating of the Mashan complex, Heilongjiang Province, China // *Tectonophysics*. 2000. V. 328. № 1–2. P. 115–130.
- Wu F.Y., Sun D.Y., Ge W.C. et al. Geochronology of the Phanerozoic granitoids in northeastern China // *Journal of Asian Earth Science*. 2011. V. 41. P. 1–30.
- Yang H., Zhang Y.L., Chen H.J. et al. Zircon U-Pb ages of Khanka lake granitic complex and its geological implication // *Global Geology*. 2012. V. 31. № 4. P. 621–630.

# **A-GRANITES OF THE GRODEKOVO BATHOLITH: AGE, COMPOSITION AND INDICATOR ROLE IN THE EARLY PALEOZOIC GEOLOGICAL HISTORY OF SOUTHERN PRIMORYE**

**N.N. Kruk<sup>1</sup>, S.N. Rudnev<sup>1</sup>, V.V. Golozubov<sup>2</sup>, S.A. Kasatkin<sup>2</sup>, E.A. Kruk<sup>1</sup>**

<sup>1</sup>*V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of SB RAS, Novosibirsk, 630090*

<sup>2</sup>*Far East Geological Institute of FEB RAS, Vladivostok, 690022*

The paper presents new data on composition and age of granitoids in one of the massifs of Grodekovo batholith (South Primorye). The study showed that the Grodekovo batholith includes A-type granitoids with high alkalinity enriched in HFSE and REE. The age of granitoids was determined to be  $452 \pm 3.5$  Ma using the U-Pb zircon dating. Analysis of the spatial and temporal distribution of the Early Paleozoic granitoids show that the Cambrian-Ordovician magmatism in the region marks the amalgamation of terranes of the Bureya-Khanka orogenic belt. Collision processes that accompanied this event lasted at least 50 million of years.

*Keywords: A-granite, geochemistry, U-Pb age, accretion and collision processes, Southern Primorye.*